

ESTRUTURA INTERNA DA TERRA

3 TÓPICO

Maria Cristina Motta de Toledo

- 3.1** Introdução
- 3.2** Meteorítica
- 3.3** Sismologia
- 3.4** Estrutura geoquímica e geodinâmica do interior da Terra
 - 3.4.1** Crosta
 - 3.4.1.1** A crosta oceânica
 - 3.4.1.2** A crosta continental
 - 3.4.2** Manto
 - 3.4.3** Núcleo
 - 3.4.4** A camada D
- 3.5** Fluxo Térmico
- 3.6** Isostasia

3.1 Introdução

A partir da década de 1950, a humanidade pôde observar a Terra vista de longe por meio das fotografias obtidas durante as viagens espaciais. Hoje em dia, as imagens fornecidas pelos satélites permitem caracterizar as grandes feições superficiais do nosso planeta, e detalhá-las com base nos estudos das rochas componentes e suas propriedades físicas e químicas.

No entanto, o mesmo não é possível para o caso do interior do planeta, já que a maior profundidade atingida em perfurações para observação direta dos materiais rochosos foi de 12 km, na península de Kola (Rússia), o que é quase nada, comparado com o raio terrestre (raio equatorial: 6.378 km - raio polar: 6.357 km). Apesar disso, o conhecimento geológico sobre as camadas mais profundas da Terra evoluiu muito ao longo das primeiras décadas do século XX, graças à utilização de evidências indiretas, como os dados geofísicos, e às características dos magmas que irrompem na crosta e das rochas geradas em profundidade que hoje estão expostas na superfície por conta dos processos geológicos ou podem ser observadas em minas profundas.

As ideias científicas mais antigas registradas sobre o interior da Terra indicam concepções baseadas em observações de fenômenos naturais que se imaginava terem origem profunda, como o vulcanismo, mas também havia modelos estabelecidos sem base observacional. Por exemplo, Aristóteles (século IV) considerava a Terra como uma esfera sólida; no século XVII (Athanasius Kircher), a Terra era vista como um corpo com seu interior parcialmente fundido, com canais alimentadores dos vulcões (**Figura 3.1**).

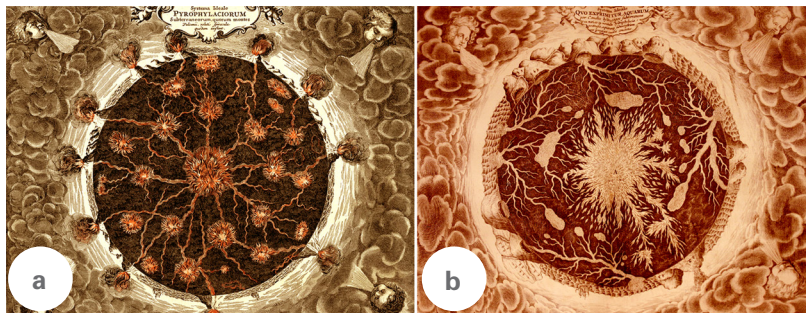


Figura 3.1: Concepções do século XVII sobre a estrutura da Terra. **(a)** interior com bolsões de material fluido (líquido e gás) interligados em meio a material sólido; e **(b)** modelo de Athanasius Kircher (1678), com o fogo central. Estes modelos já mostravam a compreensão de que os vulcões representavam conexões com a subsuperfície do planeta.

No século XVIII, após etapas importantes do desenvolvimento da Física por Isaac Newton, foi possível medir a densidade média da Terra, resultando num valor de $5,5 \text{ g/cm}^3$. Este valor é bem superior à densidade das rochas conhecidas da superfície (média de $2,7$ a $2,8 \text{ g/cm}^3$). Essa constatação, portanto, implica na existência de um volume de material muito mais denso no interior da Terra do que as rochas superficiais acessíveis à observação direta. Por outro lado, no

século XIX, medidas diretas da temperatura em minas subterrâneas indicaram um aumento de 1 °C a cada 32 m, em média, mas com variações de local para local. A profundidade, em metros, em que a temperatura aumenta 1 °C, é chamada **grau geotérmico**; seus valores máximos são encontrados nas regiões de grande fluxo térmico, em ambientes onde há vulcanismo recente. Em contraposição, áreas continentais muito antigas possuem fluxo térmico menor.

Ainda com relação às ideias iniciais sobre a estrutura interna do planeta, Darwin, no século XIX, escreveu sobre a existência de uma fina camada superficial na Terra, abaixo da qual estaria o material expelido pelos vulcões. No início do século XX, considerava-se a existência de uma zona sólida - a barisfera - no centro da Terra; acima dela, uma zona fundida - a piroesfera - ; e na superfície, uma crosta sólida. Com o avanço dos estudos de Geofísica, ramo da Ciência que estuda as propriedades físicas dos materiais terrestres e suas aplicações, chegou-se ao modelo de estruturação concêntrica interna terrestre, com distinção do núcleo, manto e crosta.

Com os estudos geofísicos, foi comprovada a variação de velocidade e direção de propagação de ondas sísmicas no interior da Terra, possibilitando o estabelecimento de modelos de composição e outras propriedades de cada setor interno da Terra.

Em 1906, o geólogo irlandês Richard D. Oldham estabeleceu a existência do núcleo com base nos dados geofísicos e, pouco mais tarde, em 1909, o iugoslavo Andrija Mohorovicic definiu a crosta, camada sólida mais externa da Terra. Em 1936, a sismóloga dinamarquesa Inge Lehman propôs a existência de um núcleo interno sólido, chegando-se, assim, ao estabelecimento do modelo de estrutura interna até hoje utilizado: crosta, manto e núcleo, sendo todos estes compartimentos internos sólidos, com exceção da parte externa do núcleo, que é líquida.

Assim, grande parte do que sabemos hoje sobre a estrutura interna da Terra resulta de estudos indiretos, principalmente ligados à Geofísica, com destaque para a Sismologia, mas também para a Gravimetria (que estuda a variação da gravidade nos diferentes locais da Terra), o Geomagnetismo (que estuda a origem e variação do campo magnético terrestre e seus efeitos nos diversos materiais) e a Geotermometria (que estuda a variação da temperatura da Terra ao longo do tempo e nos diferentes compartimentos, bem como sua origem), além da Meteorítica. Nesta última especialidade científica, os objetos de estudo são os meteoritos, considerados testemunhos de corpos com origem, composição e evolução semelhante à da Terra, conforme as concepções aceitas hoje para a origem da Terra e do sistema solar. Por isso, a questão da estrutura interna terrestre será iniciada pela Meteorítica, seguida pela Sismologia, que são as duas principais abordagens no estudo do interior do nosso planeta, fundamentais para o estudo dos processos geológicos.

3.2 Meteorítica

A Meteorítica é a ciência que estuda os **meteoritos**, corpos principalmente provenientes do **cinturão de asteroides**, localizado entre Marte e Júpiter. Os meteoritos representam fragmentos de corpos sólidos com a mesma origem dos planetas, particularmente dos planetas internos, ou seja, da Terra (ver módulo “Terra e Universo”). Sendo fragmentos, representam ou a totalidade de corpos homogêneos ou partes de corpos heterogêneos do sistema solar.

Partindo do princípio de que a acreção planetesimal ocorreu conforme a teoria atualmente aceita, a Terra e os outros corpos do sistema solar formaram-se como corpos homogêneos, que sofreram diferenciação após a acreção. No caso dos corpos de maior tamanho, o acúmulo de energia proveniente de impactos de planetésimos, decaimento radioativo e contração gravitacional, levou ao aumento de temperatura, à fusão parcial e à reorganização de seus materiais. O material mais denso (o ferro) migrou das partes fundidas para as partes mais internas do planeta, formando o núcleo, como ilustrado pela **Figura 3.2**; parte do Ni terrestre e também um pouco do S e de

alguns outros elementos acompanharam o ferro nessa migração. Ao mesmo tempo, o material menos denso se reorganizou como manto e crosta. Assim, no cinturão de asteroides, formado por corpos de variados tamanhos, existem tanto corpos grandes, que passaram pela diferenciação interna, quanto corpos menores, que não tiveram esse processo. Em conclusão, os meteoritos são representantes de ambos os tipos de corpos, conforme o esquema apresentado na **Figura 3.3**, que ilustra a fragmentação tanto de corpos diferenciados quanto de não-diferenciados. Os

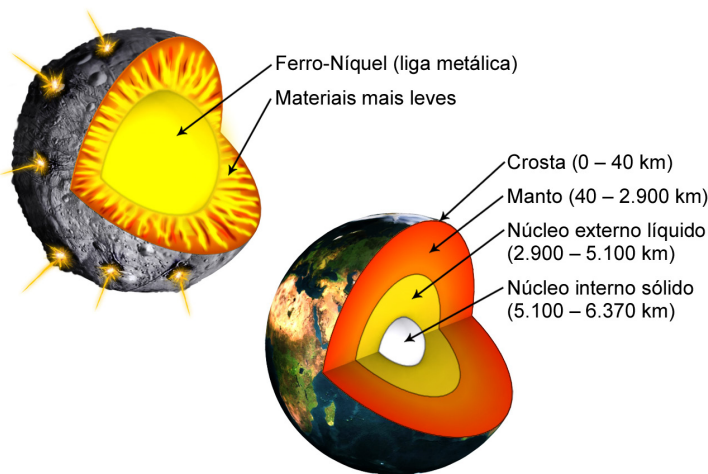


Figura 3.2: Diferenciação interna da Terra após a acreção planetesimal. Grande parte do ferro migrou para as partes internas do planeta e os compostos mais leves para níveis mais superficiais.

fragmentos de corpos não diferenciados são chamados de meteoritos **condríticos**, pois contêm côndrulos, estruturas arredondadas originais. Os corpos diferenciados perderam esta estrutura original, e seus fragmentos, quando constituem meteoritos, são chamados **acondritos**.

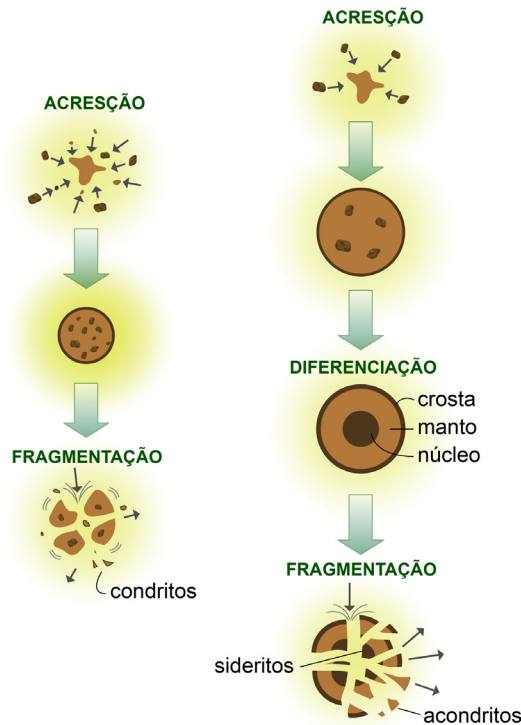


Figura 3.3: Modelo para a origem dos meteoritos a partir da fragmentação de corpos diferenciados e não-diferenciados do sistema solar.

Há outras formas de classificação dos meteoritos, mas esta, aqui utilizada, em **meteoritos diferenciados** (acondritos) e **não-diferenciados** (condritos) (**Tabela 3.1**) é muito útil para uma analogia acerca da estrutura e idade do nosso planeta.

Os condritos são formados por cênclulos silicáticos em matriz de mesma composição, com fases metálicas também; não se parecem com nenhum outro material terrestre. Esses meteoritos seriam fragmentos de corpos que não passaram por diferenciação, representando, portanto, os corpos mais primitivos, com a composição inicial do Sistema Solar, excetuando os elementos e substâncias voláteis. Foi com base nessa suposição, bem aceita na comunidade científica, que se elaborou o chamado “Modelo Condritico” para a composição química da Terra. Os condritos comuns (constituídos por minerais silicáticos, como olivina e piroxênio, e ligas Fe-Ni) perderam todos os componentes voláteis; já os condritos carbonosos são semelhantes, mas têm 5% de matéria carbonosa e perderam somente os elementos mais voláteis (H e O).

Os meteoritos do tipo **acondrito** não apresentam a estrutura mencionada, e podem ser rochosos (silicáticos) ou metálicos, ou mesmo ter as duas fases em sua composição; são,

respectivamente, os pétreos, os sideritos e os ferropétreos. Estão relacionados a corpos (grandes) que passaram pelo processo de diferenciação interna; ao se fragmentarem por colisões, teriam gerado blocos provenientes de diferentes partes internas. Os meteoritos metálicos, constituídos por ligas Fe-Ni, apresentam texturas compatíveis com altas pressões e temperaturas e são denominados sideritos. Suas densidades são compatíveis com os valores de densidade indicados pelas velocidades das ondas sísmicas no núcleo terrestre. São, portanto, interpretados como provenientes das partes mais internas de corpos que passaram por evolução similar à da Terra.

Já os meteoritos acondritos silicáticos (pétreos) têm a mesma composição dos condritos, mas não apresentam a estrutura em côndrulos; suas densidades são compatíveis com os valores encontrados para o manto nos estudos sismológicos. São, portanto, relacionados aos materiais provenientes de partes intermediárias de corpos similares à Terra, ou seja, são considerados representantes do manto terrestre. Existem ainda os meteoritos acondritos denominados ferropétreos (ou siderólitos), constituídos por cristais de silicatos em matriz metálica, e são interpretados como fases de misturas de materiais.

A **Tabela 3.1** apresenta alguns dados sobre esses tipos de meteoritos, em classificação simplificada, adicionando a informação da frequência de cada tipo. Pode-se verificar por esses dados que a grande maioria dos meteoritos estudados é do tipo condrito, representando, portanto, corpos que não atingiram grandes dimensões, compatíveis com o processo de diferenciação interna. Nos itens seguintes, será visto como a Sismologia pode ajudar a reconhecer, na Terra, a estrutura diferenciada interpretada nos corpos grandes de onde se originaram os meteoritos ditos diferenciados.

NÃO- DIFERENCIADOS (condritos) (86%)	CONDritos PÉTREOS (provenientes de corpos não-diferenciados, formados por côndrulos silicáticos em matriz metálica)	Ordinários (idades entre 4,5 e 4,6 bilhões de anos) Carbonáceos (possuem material carbonoso)
	DIFERENCIADOS (acondritos) (14%) (provenientes de corpos diferenciados)	PÉTREOS (ou rochosos) (9%)
	FERROPÉTREOS (ou siderólitos) (1%)	Constituídos por minerais silicáticos e fases metálicas de Fe e Ni.
	SIDERITOS (4%)	Constituídos por minerais metálicos de Fe e de Fe e Ni.

Tabela 3.1: Classificação simplificada dos meteoritos.

3.3 Sismologia

A Sismologia pode ser definida como o estudo das ondas sísmicas (ondas elásticas), naturais ou artificiais, em sua propagação no interior da Terra, passando por refrações, reflexões e mudanças de velocidade, segundo as características do meio atravessado, principalmente a densidade e os parâmetros que definem a compressibilidade e a rigidez dos materiais atravessados pelas ondas, além, obviamente, de seu estado físico. A densidade, em particular, já era abordada em estudos anteriores ao advento da sismologia, para estudo da sua distribuição em todo o globo, inclusive em profundidade.

Os sismos ou terremotos são reflexos das deformações causadas pela propagação de ondas sísmicas de origem natural. Mas essas ondas também podem ser geradas artificialmente, em explosões. A cada terremoto natural, observatórios sismográficos no mundo todo captam informações sobre a chegada das ondas sísmicas e a integração de todos os resultados permite montar um quadro da variação de velocidade de propagação das ondas. O mesmo é feito nas explosões artificiais, algumas das quais promovidas justamente para o estudo de determinadas regiões do globo.

As ondas elásticas promovem uma deformação e, logo depois, o restabelecimento da morfologia inicial (quando não há ruptura). Assim, quanto maior o módulo elástico do material, mais rápido será o restabelecimento da forma e maior a velocidade de propagação da onda. A direção de propagação das ondas sísmicas muda em função das características do meio: ao passar para um meio de maior velocidade, a onda se afasta da normal para a interface; ao passar para um meio de menor velocidade, a onda se aproxima desta normal.

Há diferentes tipos de ondas sísmicas utilizadas para o estudo do planeta: as ondas de corpo (P e S) e as ondas de superfície (R e L); como a própria classificação indica, somente as ondas de corpo são utilizadas para o estudo do interior da Terra.

As ondas de corpo podem ser Primárias ou Secundárias (respectivamente P e S), assim denominadas pela diferença de velocidade: as ondas P são mais rápidas, chegando antes que as ondas S nos detectores sísmicos, por isso utiliza-se a classificação primária e secundária, respectivamente (**Figura 3.4**). Mas há outras diferenças: as ondas P são ondas compressivas (comprimem e dilatam progressivamente o corpo ao se propagarem) e são ondas longitudinais, ou seja, as vibrações são paralelas à direção de propagação como as ondas sonoras. Além disso, propagam-se tanto em sólidos quanto em líquidos. As ondas S são cisalhantes (deformam progressivamente os materiais pelos quais passam) e transversais (as vibrações são perpendiculares

à direção de propagação, como as ondas luminosas). As ondas S têm uma característica muito importante na definição do estado físico das partes internas da Terra. Como não se propagam em meio líquido, são muito úteis para comprovar o estado sólido do manto, ao contrário do que afirma o senso comum, e também para comprovar que o núcleo externo é líquido.

As fórmulas para cálculo da velocidade das ondas P e S em cada meio são, respectivamente: $V_p = \sqrt{V(k + 4/3 \mu) / \rho}$ e $V_s = \mu / \rho$, sendo (k = módulo de compressibilidade (resistência à compressão); μ = módulo de rigidez (resistência à deformação, nula para líquidos); ρ = densidade.

No caso das ondas S, como o módulo de rigidez é nulo para líquidos, compreende-se que sua velocidade em líquidos seja zero. As ondas de superfície também se classificam em dois tipos (Rayleigh e Love). A **Figura 3.4** mostra os tipos de deformação causados pelas ondas sísmicas de corpo P e S.

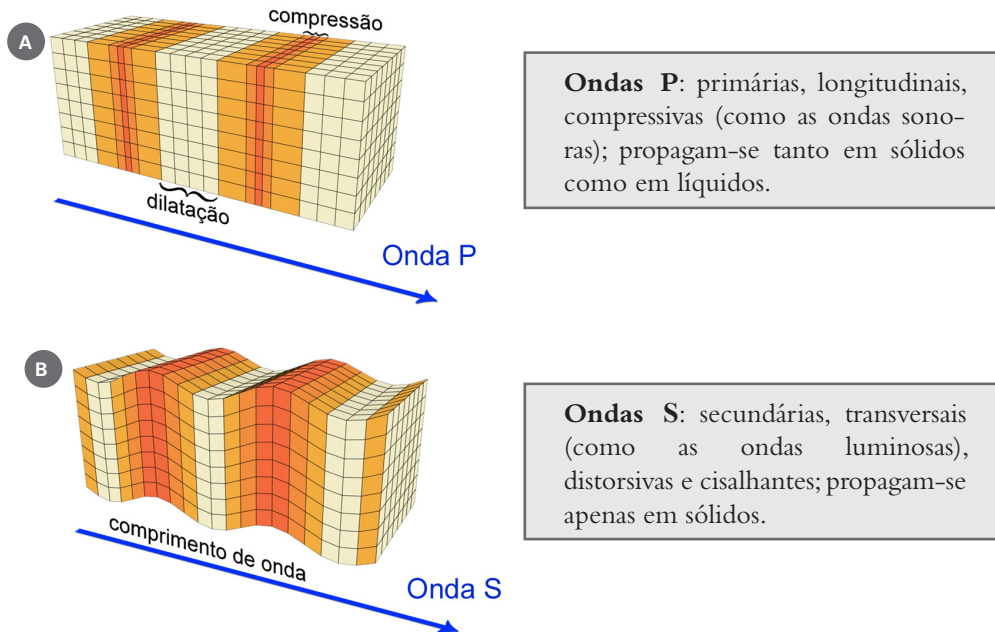


Figura 3.4: Representação esquemática das deformações durante a propagação das ondas sísmicas de corpo (P e S, utilizadas no estudo do interior da Terra). **A.** Onda P; **B.** Onda S.

A estrutura interna da Terra relacionada à diferenciação na trajetória e na velocidade das ondas sísmicas está ilustrada na **Figura 3.5**, que mostra também exemplos de trajetórias de ondas sísmicas com mudanças por reflexão ou difração, que ocorrem repentinamente, quando as características

do meio se modificam bruscamente, ou gradualmente, quando as mudanças entre os meios são transicionais. Na figura, são mostrados alguns exemplos de ondas P passando pelas várias camadas internas e refletindo em diferentes discontinuidades; cada trajetória de uma onda P é definida e representada em sua denominação, conforme explicação na legenda desta figura.

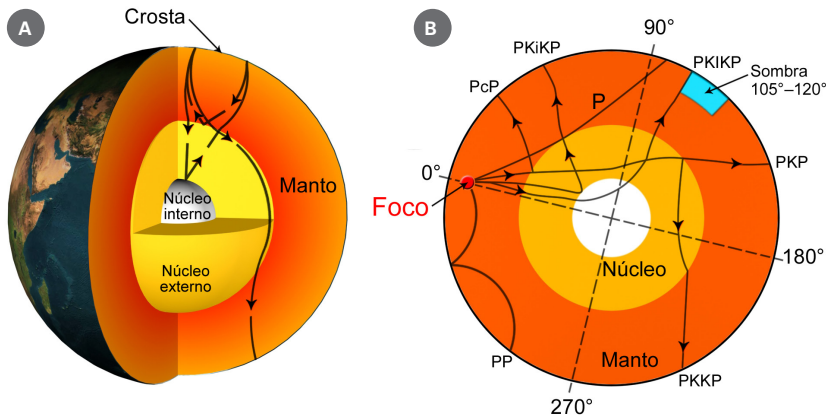


Figura 3.5: Estrutura interna da Terra (A) definida pela trajetória e velocidade das ondas sísmicas e exemplos de trajetórias de ondas (B), que são refletidas, difratadas ou desviadas com as mudanças do meio de percurso; o trecho de percurso da onda P no núcleo externo (líquido) é denominado K; a onda PKP atravessa o manto como onda P, depois o núcleo externo, e volta pelo manto como onda P novamente; o percurso no núcleo interno (sólido) é chamado T para a onda P; *c* é reflexão no núcleo externo e *i*, no núcleo interno.

É importante destacar que a trajetória e a velocidade das ondas P e S são as ferramentas básicas da Geofísica para definir a estrutura interna da Terra. A variação tanto da velocidade quanto da direção das ondas sísmicas ocorre devido às variações nas características dos meios atravessados; variações bruscas nas características resultam em mudanças bruscas na velocidade e na direção das ondas, que apresentam trajetórias com mudanças de direção também bruscas ou mesmo com reflexões. Já variações gradacionais dos meios resultam em variações também gradacionais na velocidade e direção das ondas sísmicas, e as trajetórias resultantes são curvas, sem discontinuidades bruscas; os exemplos mostrados na **Figura 3.3** retratam algumas trajetórias curvas, que ilustram a variação progressiva das características do meio que determinam a velocidade e a direção de propagação.

3.4 Estrutura geoquímica e geodinâmica do interior da Terra

A integração dos dados sísmicos coletados nos observatórios sismográficos ao redor do globo permitiu traçar um padrão de comportamento das ondas sísmicas. Em geral, a velocidade aumenta com a profundidade, comprovando que o interior da Terra é realmente heterogêneo. Outra

constatação é a de que há setores em que o aumento de velocidade é progressivo, mostrando que há características que mudam gradualmente com a profundidade, ou que há camadas horizontais concêntricas com pequenas mudanças progressivamente na mesma direção. Observa-se, ainda, que há locais em que a mudança de velocidade e direção de propagação é brusca, indicando que há discontinuidades, ou seja, meios com características muito distintas em contato direto.

É esse padrão que define as três camadas usualmente designadas como componentes da estrutura da Terra: **crosta**, **manto** e **núcleo**. A crosta pode ser, ainda, dividida em **crosta continental** e **crosta oceânica**; o manto, em **manto superior**, **zona de transição** e **manto inferior**; e o núcleo, em **núcleo externo** e **núcleo interno**, como pode ser visto na **Figura 3.6**, que inclui a variação com a profundidade de outros parâmetros do interior da Terra (densidade, temperatura e pressão).

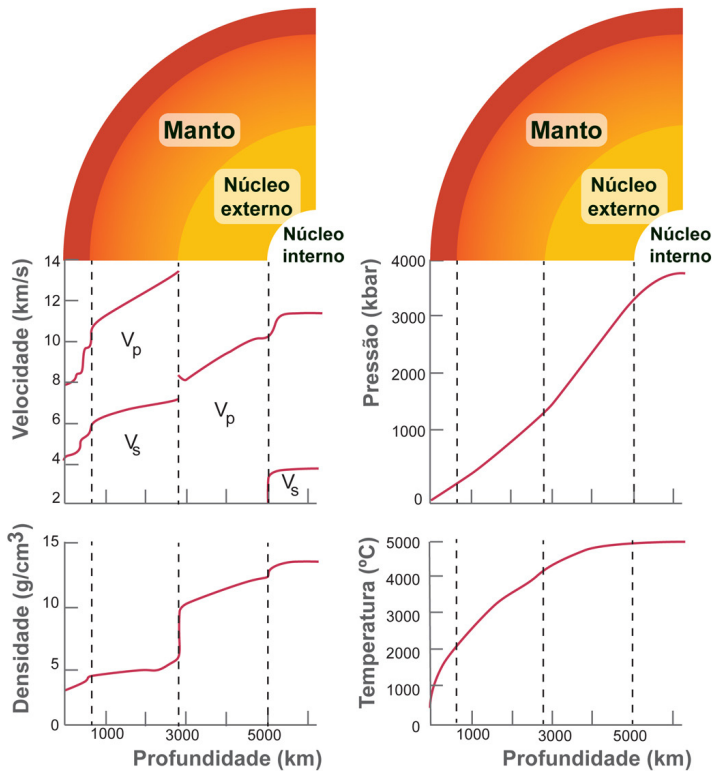


Figura 3.6: Variação das velocidades sísmicas, da densidade, da temperatura e da pressão no interior da Terra, relacionada com a sua compartimentação (crosta, manto e núcleo).

A essas características físicas correspondem características químicas bem definidas, o que é sugerido pelos estudos de Meteorítica e, por isso, essa compartimentação do interior da Terra também é conhecida como **divisão Geoquímica**. Foi também estabelecida outra divisão interna terrestre, denominada **divisão Geodinâmica** ou **sísmico-reológica**, que enfatiza a diferença de

comportamento mecânico dos compartimentos internos. Esta última é muito útil para os estudos da dinâmica interna terrestre (tópico “Tectônica Global”).

No contexto geodinâmico, a crosta e a parte mais periférica (superior) do manto formam, juntas, uma camada denominada **litosfera** (de comportamento rígido), que está sobreposta a outra camada – a **astenosfera**; esta, é parte relativamente estreita do manto superior e apresenta baixas velocidades de propagação das ondas sísmicas. O decréscimo de velocidade ocorre porque a temperatura a cerca de 100 km de profundidade se aproxima da fusão das rochas do manto, fundindo parcialmente alguns minerais do peridotito, que é a principal rocha componente. A pequena quantidade de fusão (menos de 1%) diminui a rigidez da rocha, o que retarda a propagação das ondas S que passam por ela. Essa particularidade torna esta parte do manto mecanicamente plástica na **escala do tempo geológico**, mas seu estado físico é sólido (lembrar que apenas o núcleo externo, dentro da Terra, tem estado físico líquido, sendo o restante sólido). A zona de baixa velocidade, ou seja, a parte do topo da astenosfera, é a camada dúctil sobre a qual desliza a placa litosférica rígida.

Abaixo da astenosfera encontra-se a **mesosfera**, que completa a parte silicática da Terra, restando a parte central, metálica, dividida em núcleo externo e núcleo interno, da mesma forma que na divisão Geoquímica.

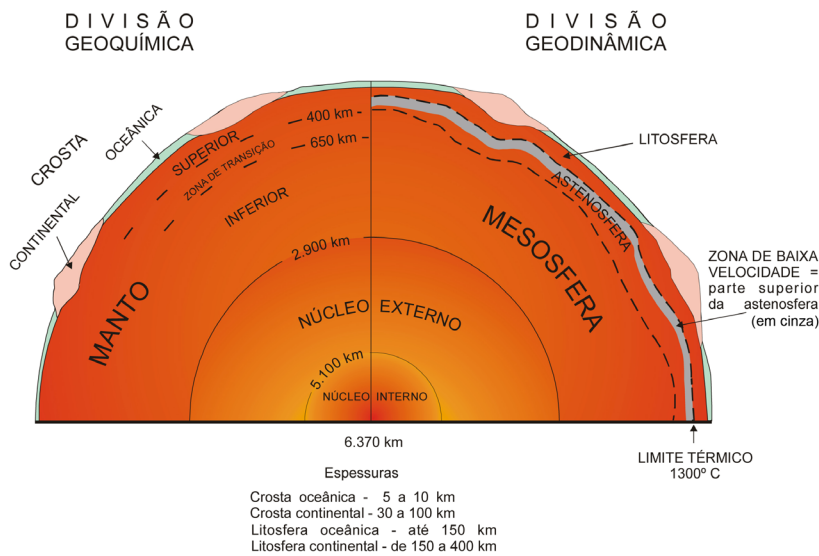


Figura 3.7: Divisão geoquímica (à esquerda) e divisão geodinâmica (à direita) da Terra. A crosta está representada nas duas partes, de modo a evidenciar que é parte da litosfera, camada mais externa na divisão geodinâmica; complementam as informações alguns dados sobre espessuras, estado físico e temperaturas.

A **Figura 3.7** mostra as duas divisões utilizadas modernamente na definição da estruturação interna da Terra, lado a lado, permitindo relacionar os compartimentos nas duas divisões. É importante notar que a divisão Geodinâmica só foi estabelecida após a compreensão da divisão

Geoquímica e após as pesquisas multidisciplinares realizadas para a compreensão da tectônica de placas, teoria aceita atualmente para explicar o mecanismo de movimento de fragmentos da litosfera (crosta + parte superior do manto).

As duas divisões se complementam e servem para estudar diferentes aspectos da composição e dinâmica terrestres. Os limites entre as camadas principais na divisão Geoquímica são chamados descontinuidades e caracterizam mudanças relativamente bruscas de composição química, que ocasionam modificação no comportamento das ondas sísmicas, refletindo também o estado físico do material submetido a pressões e temperaturas crescentes no interior da Terra. As principais descontinuidades estabelecidas são as seguintes:

- Mohorovicic (entre a crosta e o manto): sua profundidade depende do local, pois a espessura da crosta varia entre 5 e 10 km (para a crosta oceânica) e entre 35 e 70 km (para a crosta continental); separa materiais silicáticos com maior participação do Al (a crosta) dos materiais também silicáticos com menor participação de Al e maior de Fe e Mg (o manto).
- Gutenberg (entre o manto e o núcleo externo; 2900 km de profundidade): separa materiais silicáticos do manto dos materiais metálicos (Fe e Ni) do núcleo.
- Lehman (entre o núcleo externo e o núcleo interno; 5100 km de profundidade): marca a mudança de estado físico dentro do núcleo; a parte externa, líquida, é composta por Fe e Ni, com participação de elementos químicos mais leves, como O, Na, Mg e S; a parte interna, sólida, é constituída por Fe e Ni.

As mesmas características estudadas para o estabelecimento da divisão Geoquímica da Terra (composição química, temperatura e pressão) resultam em comportamento dinâmico diferente para os materiais do interior, quando submetidos aos esforços tectônicos (definidos como as forças de grande escala na dinâmica terrestre). O comportamento dinâmico dos materiais das diferentes camadas será abordado no tópico sobre a dinâmica interna terrestre (“Tectônica de Placas”), enquanto o estado físico dos materiais já foi indicado e cabe apenas um reforço, já que frequentemente se publicam, em livros didáticos, e mesmo em documentários e reportagens sobre a Terra, informações equivocadas a esse respeito. Apesar das altas temperaturas reinantes no interior terrestre, a alta pressão age no sentido de dificultar a fusão dos materiais, aumentando o seu ponto de fusão. Assim, os materiais muito quentes do interior da Terra encontram-se no estado sólido. Apenas o núcleo externo é líquido (lembramos que as ondas *S* não se propagam nesta região do globo); aí, a temperatura é suficientemente alta para superar a ação da pressão; além disso, a composição é totalmente diferente da composição do manto, vizinho do núcleo externo, o que explica o comportamento diferente em relação à zona silicática. No núcleo interno, a pressão volta a superar a temperatura em sua ação de manter o material sólido.

3.4.1 Crosta

A parte mais superficial da Terra sólida (ou seja, abaixo da atmosfera e da hidrosfera) é a crosta, usualmente referida como camada muito fina comparativamente às outras. Com efeito, a crosta tem apenas 5 a 70 km de espessura (esses valores podem variar conforme a fonte consultada), revestindo todo o conteúdo sólido do planeta, com mais de 6.400 km de raio. A crosta mostra diferenças marcantes em sua composição e densidade quando são comparados seus materiais provenientes dos continentes e dos oceanos. Nos primeiros, as rochas são constituídas por materiais menos densos (média 2,8 g/cm³) e relativamente mais ricos em compostos de sílica, enquanto, nos últimos, as rochas são formadas por materiais mais densos (média 3,0 g/cm³) e relativamente menos ricos em compostos de sílica. Podem também ser comparados os teores em ferro e em magnésio, importantes componentes da Terra: as rochas da crosta dos oceanos são mais ricas nestes elementos do que as rochas provenientes da crosta continental. Todas essas informações podem ser associadas ao modelo de formação da crosta, o que será visto mais adiante. Assim, considera-se a existência de dois tipos de crosta: **crosta continental** e **crosta oceânica**.

Antigamente, havia a ideia de que uma (a continental) ocorria sobre a outra (a oceânica); nos desenhos antigos que retratam esta ideia, percebia-se que a crosta continental era descontínua,

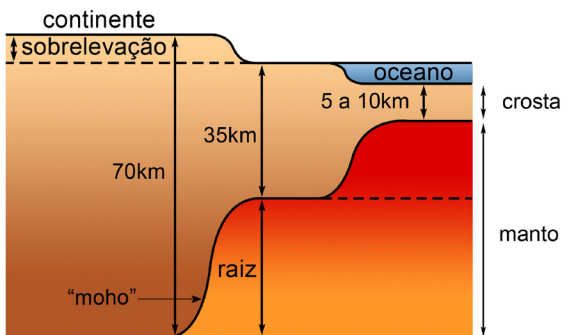


Figura 3.8: Perfil esquemático da crosta terrestre, mostrando as diferenças morfológicas e de composição e densidade entre os dois tipos: continental e oceânica.

existindo apenas nos continentes, e que a crosta oceânica, ao contrário, ocorria em todo o planeta. Hoje, contudo, sabe-se que esta ideia não se confirma: os dados geológicos e geofísicos indicam que a crosta oceânica e a crosta continental se sucedem lateralmente (**Figura 3.8**). Nas áreas litorâneas, existe uma transição da crosta continental para a crosta oceânica. A crosta continental é muito mais antiga, havendo partes que registram o início da existência do planeta (as rochas mais antigas com idades determinadas têm cerca de 4

Ga e os minerais mais antigos têm 4,4 Ga). Por outro lado, a crosta oceânica não tem mais do que 200 Ma, em todas as datações já feitas, em materiais coletados de todos os oceanos do globo. Esta marcante diferença na idade será relacionada no tópico sobre a Tectônica de Placas, onde será detalhada a origem e estruturação moderna da crosta oceânica. As outras características que

diferenciam um tipo de outro, e que já foram mencionadas, são a composição química (a crosta continental é mais rica em sílica e alumínio e menos rica em ferro e magnésio), a densidade (média de $2,8 \text{ g/cm}^3$ para a continental e de $3,0 \text{ cm}^3$ para a oceânica) e a espessura (muito maior para a continental do que para a oceânica).

3.4.1.1 A crosta oceânica

A crosta oceânica, de origem vulcânica moderna (mais jovem que 200 milhões de anos,) tem a peculiaridade de ser coberta por sedimentos geologicamente jovens, que são materiais originados pela erosão na superfície dos continentes, transportados por vários agentes da superfície da Terra (rios, ventos, geleiras), e que terminam por se depositar no fundo dos oceanos. As bacias oceânicas são consideradas as mais baixas depressões da superfície terrestre. Os furos mais profundos que penetraram na crosta oceânica chegaram a 1,5 km. Os materiais coletados, bem como os estudos geofísicos de detalhe nesta camada, mostram alguma heterogeneidade nos materiais. Contudo, são formados essencialmente por rochas do tipo basalto e seus correspondentes rochosos gerados em maior profundidade, todas rochas escuras e que podem, em alguns casos, ser encontradas nos continentes. No sul da América do Sul, por exemplo, encontram-se extensas áreas formadas por derrames vulcânicos basálticos em processos semelhantes aos processos de formação de basaltos do assoalho oceânico (vulcanismo fissural).

A espessura da crosta oceânica, cuja média é de cerca de 7 km, pode ser ainda mais fina, em determinadas regiões, onde se localizam os processos de geração de rocha vulcânica, que irrompem em zonas de fraqueza associadas a vales profundos ladeados por montanhas submarinas, cuja distribuição é global nos oceanos. Nestas regiões, que serão estudadas detalhadamente no tópico sobre Tectônica de Placas, o fluxo térmico é muito maior, ocorrendo zonas de águas muito aquecidas, com o desenvolvimento de processos biogeoquímicos especiais por causa dessa particular fonte de energia. Também nessas regiões de crosta oceânica mais delgada, podem ser executadas perfurações da crosta para chegar ao manto terrestre, o que sem dúvida fornecerá dados importantes para a evolução no conhecimento científico sobre a natureza dos materiais e a dinâmica da crosta, provavelmente com aplicações práticas no âmbito da extração de recursos naturais. Projeto nesse sentido tem sido divulgado, e as inovações tecnológicas obtidas com o desenvolvimento da indústria do petróleo terão papel fundamental para seu sucesso.

3.4.1.2 A crosta continental

A crosta continental é formada por rochas de origem diferenciada: as formadas diretamente da consolidação do magma (ígneas), as oriundas da transformação de outras por ação da temperatura e pressão (as metamórficas), e as originadas pela deposição de material inconsolidado posteriormente consolidado (rocha sedimentar). A crosta é, em grande parte, recoberta por materiais não consolidados, formado pela reação das rochas duras às condições da superfície (presença de água e organismos, e variações climáticas); a formação deste material dá-se pelo intemperismo, juntamente com a formação do solo, temas de um tópico específico. Esse material é fácil e continuamente erodido pelos agentes de erosão já mencionados, que transportam e depositam os materiais nas zonas mais baixas, tanto dos continentes (posição temporária, de onde podem voltar a passar por erosão), quanto dos oceanos.

A espessura da crosta continental varia entre 35 e 70 km, aproximadamente, sendo suas porções mais espessas relacionadas a zonas geologicamente ativas (com fenômenos como vulcanismo e terremotos: Andes, Alpes, Montanhas Rochosas, Himalaia etc.) e com altitudes relativamente elevadas; já as porções menos espessas referem-se a zonas de mais estabilidade, onde a ocorrência dos fenômenos geológicos de maior energia é inexistente, ou rara e de baixa intensidade, além de serem regiões de menor altitude (por exemplo, Planalto Central Brasileiro, Serra do Mar etc.).

3.4.2 Manto

O **manto** apresenta marcante diferença composicional em relação à crosta, e também no que diz respeito à velocidade das ondas sísmicas. Isto justifica a indicação do limite Crosta-Manto como uma descontinuidade (Mohorovicic). O manto tem sido subdividido em três partes concêntricas: o manto superior, a zona de transição e o manto inferior. Essa subdivisão coincide com irregularidades no comportamento das ondas sísmicas ao se propagarem por seu interior, sempre com tendência a crescimento da velocidade com a profundidade, mas com algumas importantes oscilações. A variação rumo a maiores valores de velocidade reflete, sobretudo, a progressão da pressão, que resulta em materiais mais compactos e numa densidade progressivamente maior.

A densidade, um dos principais parâmetros que determinam a velocidade das ondas sísmicas (como mostram as fórmulas vistas anteriormente) varia, neste compartimento, de 3,2 g/cm³, próximo à descontinuidade de Mohorovicic, a 3,7 g/cm³, já na base, no limite com a zona de transição. Mas aumenta ainda mais nas rochas do manto inferior.

Pode-se reconhecer, na porção denominada manto superior, que termina a aproximadamente 400 km de profundidade, um aumento da velocidade das ondas sísmicas (**Figura 3.6**), mas com oscilações importantes, a ponto de ter sido reconhecida a existência de uma “zona de baixa velocidade”; nesta parte, a temperatura pode levar à fusão intercrystalina, ou seja, uma pequena fusão entre os grãos (até 1% do volume), o que pode ajudar a entender o comportamento tão diferente do resto do manto. A compreensão das características desta parte será de grande utilidade no estudo sobre a Tectônica de Placas. Justamente a parte do manto acima da zona de baixa velocidade é que, junto com a crosta, forma a litosfera, já mencionada, enquanto a zona de baixa velocidade, por representar material diferenciado em termos de comportamento mecânico, foi reconhecida como parte de um compartimento distinto: a astenosfera, na qual as rochas estão mais próximas do seu ponto de fusão do que em qualquer outra região do interior terrestre, conforme ilustrado na **Figura 3.9**.

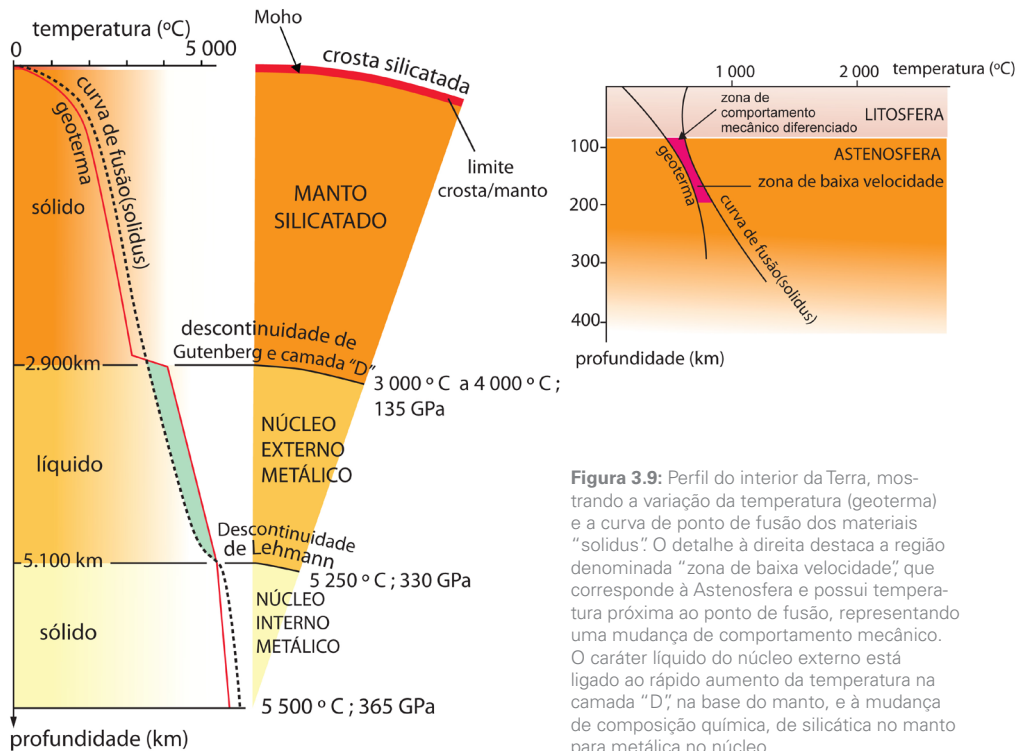


Figura 3.9: Perfil do interior da Terra, mostrando a variação da temperatura (geoterma) e a curva de ponto de fusão dos materiais “solidus”. O detalhe à direita destaca a região denominada “zona de baixa velocidade”, que corresponde à Astenosfera e possui temperatura próxima ao ponto de fusão, representando uma mudança de comportamento mecânico. O caráter líquido do núcleo externo está ligado ao rápido aumento da temperatura na camada “D”, na base do manto, e à mudança de composição química, de silicática no manto para metálica no núcleo.

O restante do manto, na divisão geodinâmica, constitui a mesosfera, enquanto, na divisão geoquímica, ainda temos a detalhar a zona de transição e o manto inferior.

Na **zona de transição**, correspondente aproximadamente à faixa de 400 a 650 km de profundidade, observam-se novamente oscilações nas velocidades das ondas sísmicas; essas variações

são explicadas tanto pela possível mudança de composição (com aumento da proporção de Fe, elemento de peso atômico maior que o Mg, elemento que possivelmente diminuiria em quantidade), quanto pelas mudanças na densidade dos materiais, pois o aumento da pressão promove rearranjos cristalinos nos grãos minerais, e isso pode ocorrer de forma não linear com o aumento da profundidade. O fato de haver modificação na densidade dos grãos minerais que compõem as rochas nesta zona tem reflexos diretos na velocidade das ondas sísmicas, pois sabemos que a densidade é um dos fatores que determinam a velocidade das ondas.

No **manto inferior**, de 650 a até cerca de 2.900 km de profundidade, o aumento da velocidade das ondas sísmicas P e S e o aumento da densidade do material (representado pela estrutura cristalina mais compactada dos minerais componentes das rochas) são praticamente lineares, com menos variações discordantes da tendência geral, e isso deve refletir mudanças menos bruscas nas características dos materiais. Mas, nos últimos 300 km, a partir de aproximadamente 2.600 km de profundidade até a descontinuidade de Gutenberg, a 2.900 km, há registros de comportamento anômalo, com diminuição da velocidade das ondas sísmicas; tal fato não tem ainda explicação satisfatória, devido às dificuldades de investigação nesse tipo de região. Esta faixa na base do manto inferior foi denominada **camada D** e tem superfície superior muito irregular. Esta camada peculiar – a camada “D”, terá suas características mais bem compreendidas após o detalhamento do núcleo terrestre, pois nela há uma expressiva interação entre essas duas camadas – manto e núcleo externo (ver item 3.4.4 “A Camada D”).

É importante destacar o manto inferior como um dos maiores compartimentos da Terra; com 2.350 km de espessura, na posição que ocupa no planeta, representa um volume considerável de material, com predominância de minerais silicáticos de Fe e Mg.

3.4.3 Núcleo

Na passagem do manto inferior para o núcleo externo, observa-se, no gráfico das velocidades das ondas sísmicas P (**Figura 3.6**), um aumento brusco e considerável, o mesmo ocorrendo para a densidade (de cerca de 6 g/cm^3 para mais de 10 g/cm^3). Tal aumento não pode ser explicado apenas pelo maior empacotamento das estruturas minerais constituintes, mas é compatível com a mudança de composição do material, de silicático no manto para metálico com ferro e níquel, principalmente, e com alguns elementos um pouco mais leves, como O, Na, Mg e S, para o

núcleo externo. O núcleo interno tem densidade um pouco maior (pouco mais de 11 g/cm^3), compatível com uma composição ferro e níquel, sem a participação de outros elementos como os assinalados para o núcleo externo. O estudo dos meteoritos e o estudo comparado dos planetas do sistema solar fornecem evidências no mesmo sentido.

As ondas S não se propagam no núcleo externo, o que é compatível com o estado líquido do material; no núcleo interno, voltam a se propagar, indicando que o material volta a ter o estado sólido. Isto ocorre pois as perturbações causadas pela propagação das ondas P no núcleo externo líquido geram novas ondas, mas somente ao atingir o núcleo interno sólido é que a propagação da energia pode ocorrer também, novamente, na forma de ondas S, inibidas no material líquido.

Essa diferença pode ser compreendida se pensarmos que o material silicático se mantinha sólido no manto por estar submetido a pressões tão grandes que, mesmo com o forte aumento da temperatura, com a profundidade, não atingia seu ponto de fusão (o ponto de fusão sobe com o aumento da pressão). Mas, além de haver um forte aumento de temperatura na base do manto, também por ser o núcleo externo de outra composição, naquelas condições de temperatura e pressão, mantém-se líquido (ver **Figura 3.9**). Na profundidade de cerca de 5.100 km, entrando já no núcleo interno, a pressão é tão alta que a temperatura não é mais suficiente para manter o material no estado líquido.

É importante lembrar que as condições naturais do planeta evoluem com o tempo. Assim, considerando-se que ele está arrefecendo, é natural pensar que o núcleo externo, líquido, está pouco a pouco passando por solidificação no contato com o núcleo interno. No futuro, daqui a milhões de anos, todo o núcleo será sólido, resultado do crescimento do núcleo interno, à custa do resfriamento do núcleo externo.

Enquanto isso não ocorre, o material metálico líquido do núcleo externo permanece em movimento convectivo, transformado em movimentos helicoidais pela rotação da Terra, que criam correntes elétricas e geram o campo magnético terrestre. Portanto, o núcleo externo atua como um dínamo gigante (**Figura 3.10**).

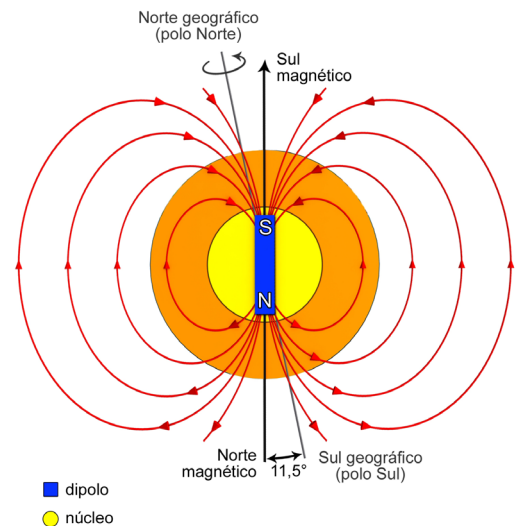


Figura 3.10: Representação do campo magnético terrestre, gerado pela composição e dinâmica do núcleo externo, que se comporta como um gigantesco dipolo magnético; os polos magnéticos não são exatamente coincidentes com os polos Norte e Sul geográficos. Os polos magnéticos invertem-se periodicamente.

3.4.4 A camada D

Conforme mencionado mais acima, a **camada “D”** é uma particularidade da base do manto, no limite com o núcleo externo, acima da descontinuidade de **Gutenberg**. Ocorre ali uma região de espessura variável, que pode chegar a alguns quilômetros, onde o material líquido metálico do núcleo sobe por capilaridade, criando zonas de reação entre esse material e os silicatos do manto. Esta região tem sido intensamente estudada por meio da sismologia, o que demonstrou sua grande heterogeneidade e dinâmica. Supõe-se que as reações químicas ali existentes sejam muito rápidas, misturando material silicático e metálico, mas não completamente, visto que pode haver também a descida do material metálico que subiu após ter perdido calor, funcionando como mais uma corrente de convecção nas profundezas da Terra. Além disso, supõe-se também que a movimentação nessa camada “D” possa levar à ascensão de colunas de material superaquecido do manto inferior para as zonas superiores, o que caracterizaria, assim, fluxos térmicos peculiares em grande escala no manto. Outra conclusão a que se chegou é a de que as variações no campo magnético terrestre podem ser causadas em parte pela existência dessa camada, já que o manto não seria completamente isolante, perturbando o campo magnético gerado pela convecção do líquido metálico no núcleo externo.

3.5 Fluxo Térmico

A temperatura é um parâmetro muito importante no estudo da estrutura interna da Terra, pois sua variação tem papel primordial na definição do estado físico e das demais características do interior terrestre. A fonte de calor mais evidente para o planeta é o Sol, sem dúvida alguma. No entanto, seu poder esgota-se a poucos centímetros de profundidade no solo terrestre. O calor interno, que tem diferentes origens, forma um fluxo térmico contínuo do interior do planeta para a parte externa, com variações de um local para outro.

Desde cedo na história das investigações sobre o planeta, o aumento da temperatura interna nas rochas foi percebido e registrado em minas subterrâneas, como nas pesquisas de Lord Kelvin (tópico 1 “Histórico da Geologia”). Este calor é gerado pela somatória do calor proveniente do decaimento radioativo dos elementos com essa propriedade no interior da Terra, além do calor residual da formação do planeta, e também pelo calor de solidificação do núcleo externo.

Principalmente dois processos atuam no fluxo térmico, ou seja, no transporte do calor através da Terra até a superfície: **condução** e **convecção**. A convecção ocorre nos fluidos e nos sólidos com propriedades plásticas, como parte do manto (correspondente à astenosfera, sólida, mas com comportamento plástico na escala do tempo geológico). O material aquecido torna-se menos denso e se expande, tende a subir e tomar o lugar do material acima, não aquecido ou menos aquecido, que desce e então se aquece na fonte de calor, subindo e trocando novamente de lugar com o material que se havia aquecido antes e se esfriou na parte superior do volume considerado. Assim, formam-se correntes de convecção tridimensionais. Esse processo é fundamental em vários movimentos do ciclo geológico, como no núcleo externo, cujo movimento participa da origem do campo magnético terrestre, e também no ciclo das rochas, neste último por causa da propriedade do manto, que, embora sólido, se pode comportar, na zona da astenosfera, como um material plástico que consegue mover-se ao longo do tempo geológico. A **condução** é um processo mais lento e ocorre em pequena escala, ou seja, cada molécula transfere sua energia térmica para a seguinte; ocorre nos sólidos e, por isso, é muito importante em toda a Terra sólida.

O calor gerado na própria Terra é utilizado como fonte de energia para seus processos dinâmicos, que serão vistos nos próximos tópicos, mas é, em parte, perdido na superfície, em direção à hidrosfera, atmosfera e ao espaço, onde acontecem outros processos circulatórios.

As temperaturas geradas pelo fluxo térmico podem ser medidas, assim como as propriedades associadas, como a capacidade térmica e o calor específico. A determinação do fluxo térmico interno da Terra é feita pelo gradiente geotérmico, definido como o produto da variação da temperatura com a profundidade pela condutividade térmica daquele material ou daquela camada terrestre. Assim, o fluxo térmico total da Terra foi definido em $1,4 \times 10^{21}$ joules por ano. Comparado com valores de perda de energia terrestre em fenômenos específicos, esse valor é bem maior; por exemplo, a perda de energia terrestre pelos terremotos pode chegar a 10^{19} joules por ano, enquanto a energia da desaceleração da rotação pela ação das marés atinge 10^{20} joules por ano.

Dependendo das características geológicas de cada local, o fluxo térmico pode ser muito diferente, já que o gradiente geotérmico muda. Por exemplo, em zonas sujeitas a terremotos e vulcanismo, o gradiente geotérmico, definido como a profundidade, em metros, em que há aumento de 1°C na temperatura, é mais intenso do que a média da crosta, que é de 32 m para 1°C . O inverso ocorre nas regiões continentais antigas e geologicamente mais estáveis; há valores registrados de 55 m/ $^\circ\text{C}$ (na mina de Morro Velho, MG, que é um exemplo de baixo fluxo térmico), e de valores muito menores, com altíssimo fluxo térmico, nas dorsais mesoceânicas.

Os estudos sobre o fluxo térmico terrestre, sua variação no tempo e sua distribuição heterogênea no espaço, bem como os estudos sobre o magnetismo, que também varia, não apenas pela evolução temporal das condições do núcleo externo terrestre onde se origina, mas também em função das características magnéticas diferentes dos materiais geológicos heterogeneamente distribuídos no planeta, são complementares ao estudo da estrutura interna da Terra. O estudo da gravidade da Terra, também variável de ponto para ponto, pode associar-se aos estudos da heterogeneidade interna, mas não será tratado aqui.

3.6 Isostasia

O conceito de **isostasia** é fundamental para a compreensão do equilíbrio das massas continentais e da evolução de seus relevos. Os fundamentos deste conceito surgiram no século XVIII, quando Bouguer percebeu que a atração gravitacional exercida pelas montanhas dos Andes era menor do que o esperado pelo grande volume que representavam, atribuindo este fato à densidade de suas rochas, menor do que o considerado inicialmente. O mesmo foi verificado no Himalaia, por Everest. Essa situação levou a estudos adicionais, que terminaram por relacionar a densidade dos materiais rochosos da superfície e sua dinâmica de movimentação vertical em função da densidade do material subjacente. Em 1855, Pratt e Airy, de forma independente, propuseram dois modelos para explicar aquelas observações (altos relevos formados por materiais com menos massa que os materiais adjacentes, ou seja, por rochas relativamente menos densas; assim, apesar de haver mais volume rochoso nas montanhas, como seus materiais eram menos densos, não havia o aumento esperado na gravidade local). Em 1899, o termo isostasia foi proposto para explicar o conceito de compensação entre massa e espessura da crosta sobre o manto, relacionado ao conceito de equilíbrio hidrostático de Arquimedes, que prevê que um corpo flutuante sobre água desloca massa do líquido equivalente à sua própria massa.

Considerando as massas continentais como sólidos menos densos do que o material sobre o qual se posicionam, os cientistas Pratt e Airy desenvolveram modelos para explicar o posicionamento de massas continentais em diferentes relevos, ou seja, com diferentes altitudes. Hoje, sabe-se que a crosta é, de fato, menos densa do que o manto, e que a litosfera (crosta mais parte superior do manto superior) é rígida, situando-se sobre a astenosfera, material também sólido, mas que se comporta como um fluido deformável na escala do tempo geológico. Diz-se que uma região está em equilíbrio isostático quando não

há movimentos verticais (subsidência – rebaixamento, ou soerguimento – elevação) causados, respectivamente, por ganho ou perda de massa na superfície. A subsidência (ou afundamento) de uma região é causada, por exemplo, por derrame vulcânico ou pela formação de geleiras, enquanto o soerguimento por perda de massa pode ser causado pelo derretimento de geleiras ou pela erosão. Simplificando, pode-se comparar esse processo com o funcionamento de uma balança de pratos: quando se retira massa do prato, ele se ergue; quando se coloca massa no prato, ele abaixa.

O modelo de Pratt (**Figura 3.11**) postula que a parte superior rígida é composta por blocos de igual profundidade, mas de densidades diferentes (sobre o substrato de densidade maior que todos eles), sendo as menores densidades as correspondentes aos blocos de relevo mais alto.

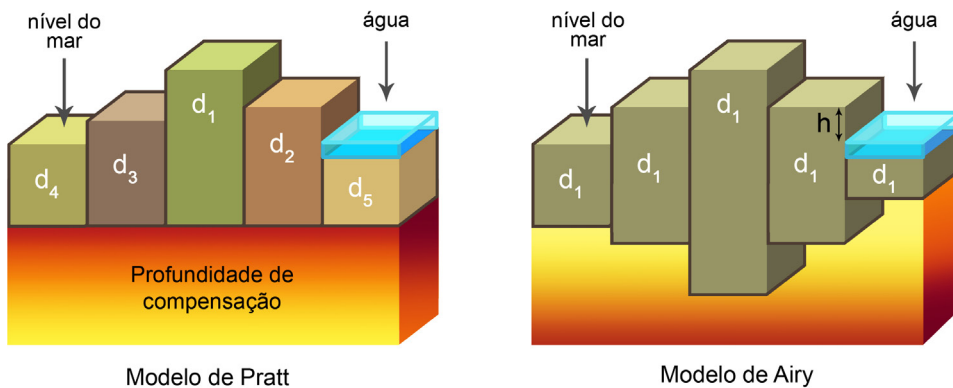


Figura 3.11: Modelos de Pratt (à esquerda) e de Airy (à direita), para explicar a variação de atração gravitacional próximo a grandes montanhas. O modelo de Pratt pressupõe que a densidade das rochas das montanhas é menor que a das zonas mais baixas, todas menores que a densidade do substrato. Já o modelo de Airy pressupõe que as rochas da crosta continental têm densidade relativamente homogênea, menor que a do substrato; neste modelo, o equilíbrio é atingido pela variação de espessura da crosta, dado que as grandes montanhas têm raízes profundas que adentram no manto.

O modelo de Airy (**Figura 3.11**) propõe que a camada superior rígida tem a mesma densidade, menor que a do substrato, que é plástico, e que a profundidade de cada bloco depende de sua espessura: quanto mais espesso, mais alto o relevo, mas também mais profunda a “raiz” do bloco que adentra o substrato.

Os dois modelos explicam as observações gravimétricas em cadeias de montanhas. Mas somente o modelo de Airy explica a existência de porções mais profundas da crosta que penetram no manto, fazendo com que o limite crosta-manto seja mais profundo nessas regiões. Também o fato de as rochas da crosta continental terem menor densidade que as rochas da crosta oceânica faz com que a crosta continental fique topograficamente acima da crosta oceânica, mesmo com

a perda de massa causada pela contínua erosão continental, já que o soerguimento compensa a perda de massa (para buscar continuamente o equilíbrio isostático). Aliás, este é o motivo pelo qual ocorrem, na superfície, rochas formadas em profundidade: o soerguimento traz para profundidades menores rochas formadas em profundidades maiores e, com o tempo, a erosão retira o material intemperizado continuamente, reforçando o soerguimento e fazendo aflorar rochas que não seriam observáveis na superfície, não fosse por este processo.

Em conclusão, temos, hoje, um planeta diferenciado, cuja distribuição de composição química está resumida na **Figura 3.12**, a partir das principais informações provenientes dos estudos sobre a estrutura interna da Terra. O estudo dos meteoritos deu uma contribuição fundamental à interpretação da composição das camadas internas da Terra.

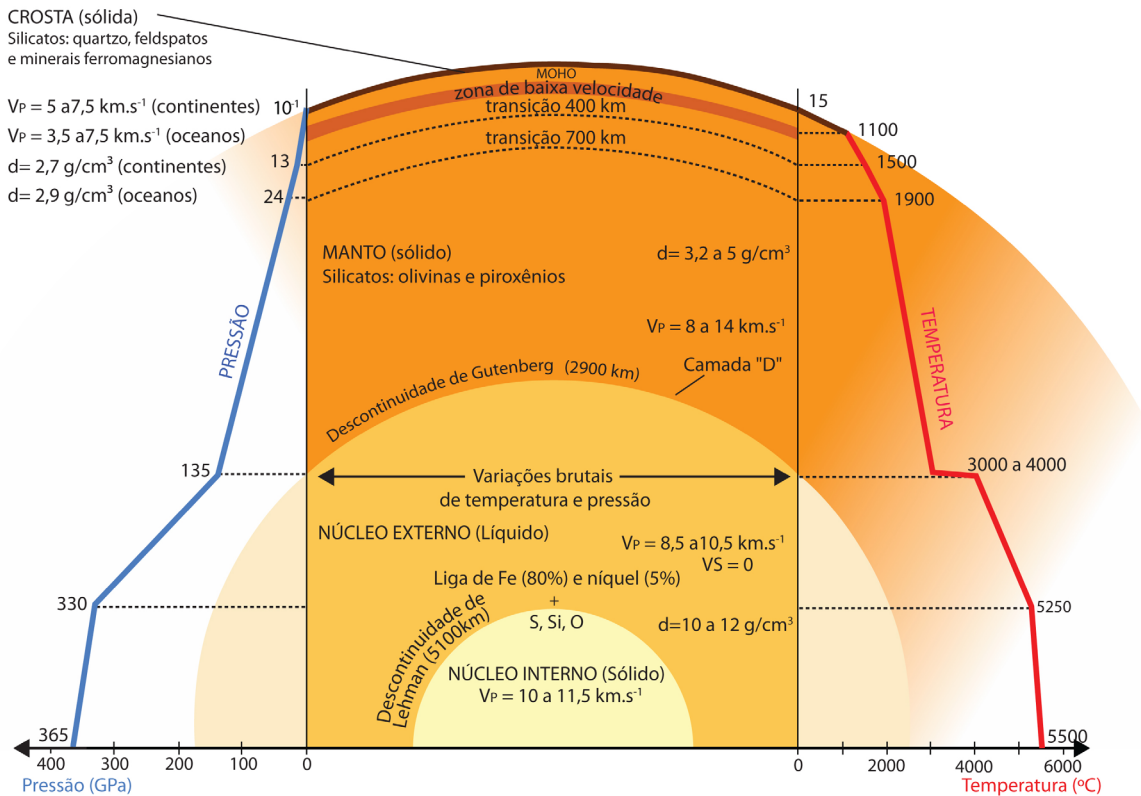


Figura 3.12: Esquema do interior da Terra mostrando o zoneamento químico e sísmico, resultado da diferenciação geoquímica, em associação com informações de composição mineral e química e variação dos parâmetros temperatura e pressão. V_p = velocidade de ondas P; d = densidade.

Finalmente, a **Figura 3.13** mostra a comparação entre as composições químicas global da Terra e da crosta (continental e oceânica), ilustrando seus contrastes.

Composição química

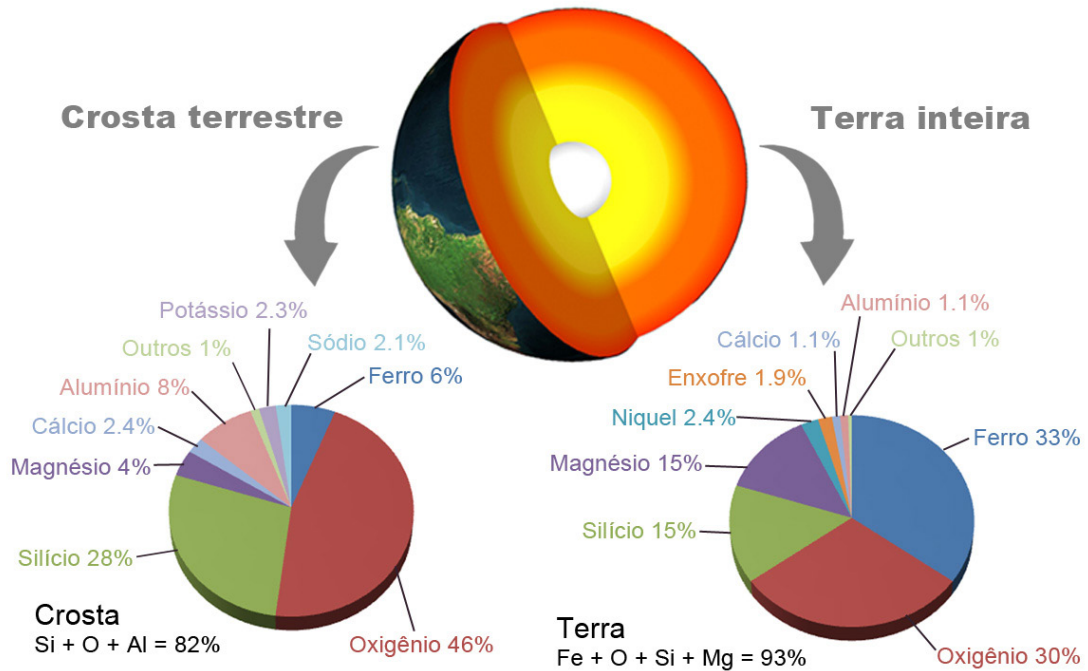


Figura 3.13: Composição química da Terra comparada com a da crosta, ilustrando a diferenciação geoquímica.

Referências Bibliográficas

- ALLÈGRE C.; DARS R. **La géologie**: Passé, présent et avenir de la Terre. Paris: Belin Pour la Science, 2009. 304p.
- CARON, J.M.; GAUTHIER, A.; LARDEAUX, J.M.; SCHAAF, A.; ULYSSE, J.; WOZNIAK, J. **Comprendre et enseigner la planète Terre**. Paris: Ophrys, 2003. 303p.
- PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. **Para entender a Terra**. 4. ed. Porto Alegre: Bookman, 2006. 656 p.

TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T.R.; TOLEDO, M. C. M. de; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. 2. ed.

São Paulo: IBEP Editora Nacional - Conrad, 2009. 623 p.

TROMPETTE, R. **La Terre**: Une planète singulière. Paris: Belin Pour la Science. 2003. 304 p.

WEINER, J. **O planeta Terra**. São Paulo: Martins Fontes, 1988. 361p.

WICANDER, R.; MONROE, J.S. **Fundamentos de Geologia**. São Paulo: Cengage Learning Edições, 2009. 508 p.